

geología 18

Asturias



PICOS DE EUROPA
centenario

100 años de Parques Nacionales
Paisaje y clima cuaternario en los Lagos de Covadonga

Parking de Buferrera
13 de mayo de 2018
*10:30 h- 11:00 h**

**ASISTENCIA
GRATUITA**

*Información detallada del lugar de encuentro y folleto de la excursión en:
www.geologia.uniovi.es y en www.sociedadgeologica.es*

** Ese fin de semana el acceso a lagos será únicamente mediante transporte público.
Se habilitarán autobuses gratuitos desde la estación de autobuses de Cangas de Onís de 9:30 a 10:30. Plazas limitadas*

EL PRIMER PARQUE NACIONAL

Los Lagos de Covadonga se encuentran en el territorio que en 1918 fue declarado como **Primer espacio protegido de España**: el Parque Nacional de la Montaña de Covadonga. Este primer espacio fue progresivamente ampliado hasta convertirse en lo que es hoy el **Parque Nacional de los Picos de Europa**, compartido por Asturias, León y Cantabria. En el año 2003 fue declarado Reserva de la Biosfera, en base a sus magníficos valores naturales y culturales y a sus posibilidades para establecer un desarrollo sociocultural y económico compatible con la conservación de sus paisajes, sus ecosistemas y las especies que pueblan este territorio.

ITINERARIO GEOLÓGICO

El itinerario geológico que vamos a seguir se inicia en el parking de Buferrera y rodeará el Picu El Mosquital recorriendo el entorno de los Lagos de Covadonga. La ruta tiene una longitud de unos 6 km, salva un desnivel de unos 220 m y su duración es de unas 4 horas (Fig 1). Dadas las características del itinerario, se recomienda el uso de calzado adecuado y ropa de abrigo. Los perros deberán ir atados durante todo el recorrido. A lo largo de este itinerario de 10 paradas (Fig. 2) veremos diferentes tipos de rocas, sedimentos, estructuras geológicas y formas del relieve, que nos permitirán conocer la historia geológica y el paisaje de la zona.



Fig 1: Perfil topográfico del itinerario en el entorno de los Lagos de Covadonga.

¿Qué es el Geolodía?

El Geolodía es una iniciativa de divulgación de la Geología en España. Desde 2005, en que se puso en marcha en Teruel, se han ido sumando cada vez más provincias y en los últimos años han estado representadas todas las provincias españolas mediante una excursión de campo guiada por geólogos, totalmente gratuita, abierta a todo tipo de público y celebrada en toda España en las mismas fechas. Se realiza en lugares interesantes por su entorno geológico, proporcionando a los asistentes una información rigurosa a nivel divulgativo. Permite ver estos lugares con otros ojos y conocer más sobre cómo se forman los paisajes. Es también una manera de sensibilizar a la sociedad sobre la importancia de conocer la Geología y de proteger nuestro Patrimonio Geológico.

Este año 2018, coincidiendo con el centenario de su declaración como Parque Nacional, Asturias propone un itinerario por el entorno de los Lagos de Covadonga, donde el predominio de la roca caliza y la estructura geológica, junto con la acción del hielo, los procesos kársticos y la actividad humana, han configurado un paisaje de gran belleza y grandiosidad. Fue precisamente este singular paisaje uno de los pilares en los que se apoyó la declaración de primer parque nacional de España.



Fig 2: Trazado y paradas del itinerario geológico por los Lagos de Covadonga.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Las rocas que observamos en el Parque Nacional de los Picos de Europa se formaron en los últimos 500 millones de años (Ma). En el entorno de los Lagos de Covadonga las rocas más antiguas son las cuarcitas ordovícicas de la **Formación Barrios**. Estas cuarcitas forman el resalte que cierra por el norte la depresión de la Vega de Comeya (Parada 1).

Por encima de las cuarcitas existe un período sin sedimentación que abarca hasta el Carbonífero, momento en el cual este territorio se ubicaba en la costa de un mar cálido tropical del gran continente Gondwana. Es entonces, hace unos 350-300 Ma, cuando se acumularon unos pocos miles de metros de sedimentos carbonatados, formados principalmente por la actividad de bacterias, por la acumulación de caparazones de organismos marinos y por la precipitación directa desde aquellas aguas cálidas y transparentes. Esta sedimentación dio lugar a un enorme promontorio submarino de techo plano y bordes escarpados (**plataforma carbonatada**) cuya extensión superaba los 10.000 km² y un espesor de unos 1.500 m. Por ello, la

caliza es el tipo de roca dominante en el Parque Nacional y es responsable de su singular paisaje superficial y subterráneo.

La sucesión carbonatada del Carbonífero comienza con un conjunto de capas de calizas de aspecto noduloso características, la **Formación Alba** o caliza "griotte", y continúa con una potente serie de calizas grises más o menos oscuras que los geólogos agrupan en las **formaciones Barcaliente, Valdeteja, Picos de Europa y Las Llacieras**.

Por encima de las calizas, y de forma discordante sobre ellas, aparecen unas lutitas y areniscas cuyo depósito tuvo lugar al final del Carbonífero (**Formaciones Áliva y/o Lebeña**). Su sedimentación se produjo sobre la plataforma carbonatada ya destruida por la creciente deformación tectónica varisca, y durante su depósito, los cabalgamientos continuaron deformando esta parte de la litosfera. Es precisamente la presencia de estos depósitos detríticos los que han contribuido a la impermeabilización de las cubetas en las que se asientan los lagos de Covadonga.

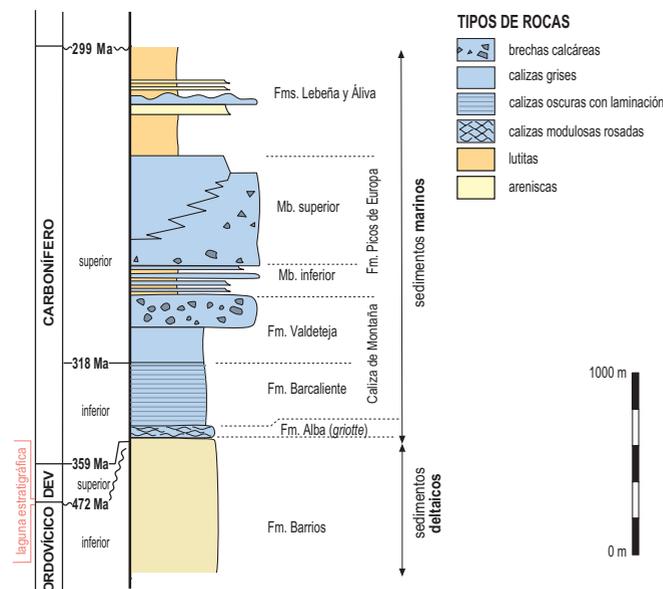


Fig 3: Columna estratigráfica del entorno de los Lagos de Covadonga

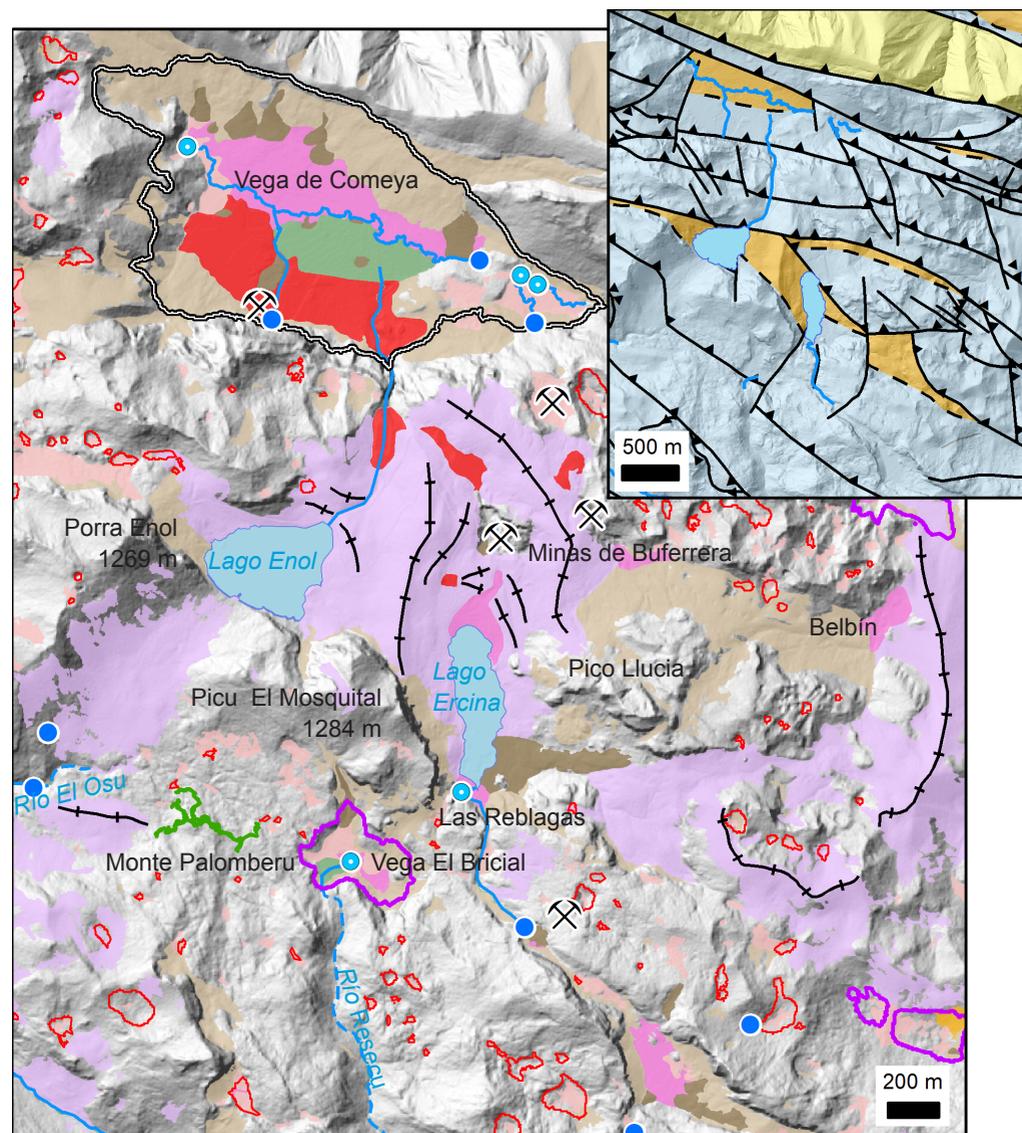


Fig 4: Derecha: Mapa geológico del entorno de los lagos de Covadonga. Se observa el predominio de calizas que afloran en todo el área.

LA HISTORIA GEOLÓGICA DE LOS PICOS DE EUROPA

A lo largo del periodo Carbonífero dos grandes placas tectónicas colisionaron para formar un único supercontinente: **Pangea** (Fig. 5).

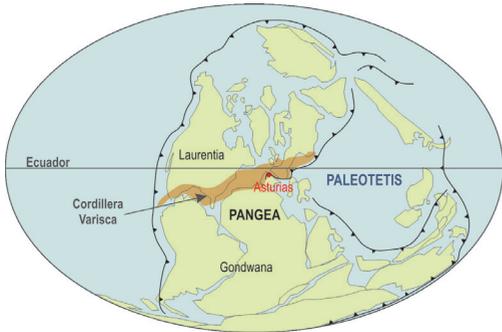


Fig 5. Paleogeografía durante el Carbonífero.

La zona de colisión es la **Cordillera Varisca**, donde las rocas que forman los Picos de Europa fueron comprimidas mediante la formación de fallas inversas muy poco inclinadas (**cabalgamientos**), dando lugar a un modelo de escamas tectónicas apiladas que, a medida que progresa la compresión se van verticalizando (Fig. 6).

Esta estructura geológica provocó la repetición y el apilamiento de las calizas, dando lugar a una ingente masa de calizas que hoy aflora en el Parque Nacional.

Los relieves de la antigua Cordillera Varisca fueron rápidamente erosionados en el inicio del Pérmico (300-290 M.a), dando lugar a una llanura sobre la que se depositarían materiales más modernos de tonos rojizos.

Hace unos 20-70 M.a, el choque de las placas africana y europea dio lugar a todas las cadenas montañosas actuales de la Península Ibérica, entre ellas la **Cordillera Cantábrica**.

Sobre este relieve actuaron los procesos modeladores del relieve que, junto con el clima, dieron lugar al paisaje actual. Debido al predominio de calizas, el paisaje kárstico es muy importante en la zona. Dada su altitud, los procesos glaciares también fueron importantes durante el Cuaternario, y la nieve y el hielo siguen siendo actualmente agentes modeladores del paisaje.

- Depósitos sinorogénicos (Carbonífero superior)
- Fm. Picos de Europa (Carbonífero superior)
- Fms. Ermita, Balesas, Vegamián, Alba, Barcaliente y Valdeteja (Devónico superior-Carbonífero)
- Fms. Láncara, Oville y Barrios (Cámbrico-Ordovícico)
- Fallas y cabalgamientos (Orogenia Varisca)
- Fallas y cabalgamientos (Orogenia Alpina)
- Cabalgamiento basal
- Nivel del mar
- Puntos de referencia
- Corte geológico en el mapa del interior de la contraportada

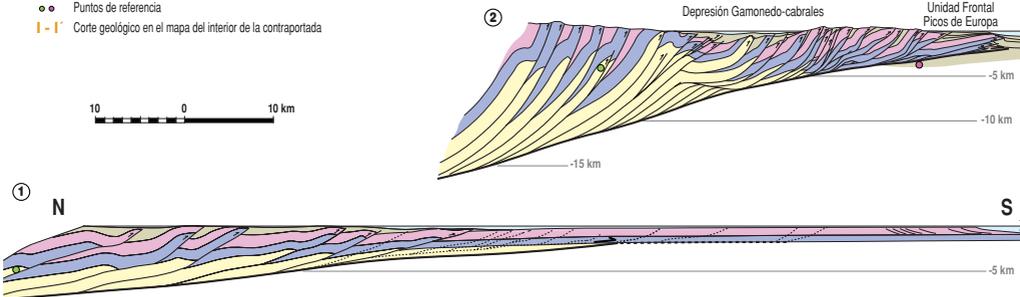


Fig 6. Evolución de la compresión sufrida durante el Carbonífero por el conjunto de rocas que hoy forman los Picos de Europa.

MODELADO GLACIAR

La historia reciente de la Cordillera Cantábrica está ligada a las **glaciaciones cuaternarias** que dieron lugar a la aparición de casquetes de hielo en los principales macizos montañosos.

Durante la última etapa glaciaria, los **casquetes glaciares** ocuparon las partes altas de cada uno de los tres macizos que forman los Picos de Europa. En el macizo occidental o del Cornión, en el que nos encontramos, la vertiente norte estuvo ocupada por el casquete glaciario de Enol (Fig. 7) y desde las cumbres más altas se formaron varias lenguas de hielo con espesores de hasta 300 m y que descendieron hasta los 900 m de altitud.

El origen de los Lagos de Covadonga se relaciona con la presencia de estas lenguas de hielo. En la zona de los lagos la presencia de algunas rocas menos resistentes que las calizas, principalmente lutitas, favoreció una erosión glaciaria más efectiva dando lugar a formas conocidas como **cuquetas de sobreexcavación glaciaria**.

Los Lagos de Covadonga se formaron tras la retirada de los hielos, ocupando estas depresiones glaciares de hasta casi 20 m de profundidad, como es el caso del Lago Enol.

En todo el entorno, como producto de la erosión glaciaria y de la carga que transporta, encontramos depósitos glaciares que genéricamente denominamos **till**. En función de la morfología y la posición de esos depósitos podemos diferenciar varios tipos. Si los depósitos se organizan en cordones con crestas más o menos marcadas se denominan **morrenas**. Las morrenas pueden ser **frontales o laterales** y dentro de las laterales aquellas que se producen en la confluencia de dos lenguas glaciares reciben el nombre de morrenas **centrales**, como la que visitaremos en la Parada 3 de este itinerario. Además de estas morrenas, en los antiguos valles glaciares podemos encontrar depósitos recubriendo su fondo (**till basal**) aunque en este caso no presentan ninguna morfología concreta.

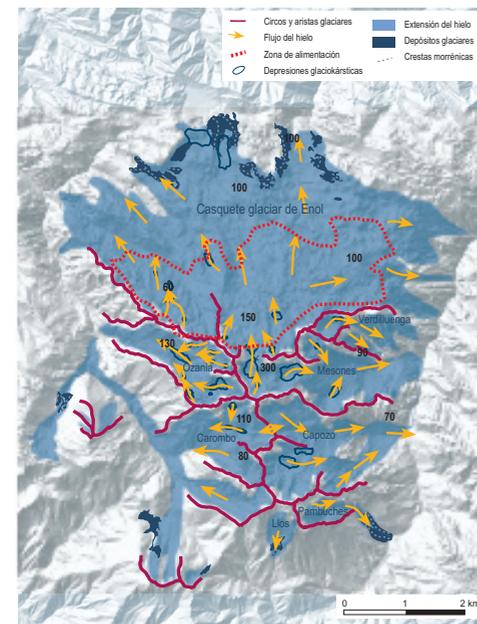


Fig 8. Esta acumulación de grandes bloques con sedimentos finos es típica de los glaciares, ya que transportan conjuntamente todos estos sedimentos y los depositan a la vez.

Fig 7: Izquierda: Distribución de los hielos en el Macizo del Cornión durante el último máximo glaciario.

EL KARST

Los Picos de Europa muestran un relieve característico llamado **karst**, resultado de la disolución de las calizas por el agua durante los últimos millones de años. Esto es posible ya que las calizas son solubles en agua y además son rocas permeables; así el agua puede viajar a través de ellas a medida que las disuelve.

El modelado kárstico se manifiesta tanto a nivel superficial, como a nivel subterráneo. El **karst superficial** está dominado por las **dolinas**, depresiones circulares en forma de embudo a través de las que se infiltra el agua (ver recuadro página siguiente). Destacan por su tamaño los **joos**, **hoyos** o **jondones**, y en su formación intervienen la disolución de la roca, procesos de caída de rocas en sus laderas (argayos) y colapsos de cavidades subterráneas. Además la acción del hielo, que debió de acumularse en ellos durante las épocas frías, contribuyó a su ensanchamiento y su profundización. El paisaje kárstico superficial se caracteriza por la escasez de ríos o arroyos ya que el agua se infiltra rápidamente en el terreno. Otras depresiones cerradas, que destacan por su tamaño y su singularidad, son los **poljes**: valles de fondo plano por el que circulan arroyos que terminan infiltrándose en el subsuelo a través de un **sumidero** o **pónor**. Un buen ejemplo es el polje de la Vega de Comeya, el cual visitaremos en la Parada 1 del itinerario de este Geolodía.

Fig 9. Macizo del Cornión mostrando en primer término el Pozo del Jitu de 10,7 km de longitud y 1.264 m de profundidad. Fue la primera sima de más de 1 km de profundidad descubierta en los Picos de Europa, por el Oxford University Cave Club.



Los Picos de Europa tiene la mayor cantidad de simas profundas en el mundo.

El **karst subterráneo** de los Picos de Europa incluye más de 3.700 cuevas que suman 420 km de conductos subterráneos. Entre estas cuevas se incluye el 14% de las simas con más de 1000 m de desnivel del planeta.

Las cuevas de los Picos de Europa presentan conductos verticales (**pozos** o **simas**) de hasta 300 m de alto y conductos horizontales (**galerías**) de varios kilómetros de longitud. Por estos conductos circulan las aguas subterráneas que se infiltraron a través de la superficie y que viajan subterráneamente hacia las partes más profundas de los Picos de Europa. Estas aguas tienden a formar ríos subterráneos que erosionan las calizas y otras rocas, y depositan sedimentos fluviales en el interior de las cuevas.

Sobre los sedimentos fluviales y sobre las paredes, techos y suelos de las cuevas aparecen los **espeleotemas**. Se forman por la precipitación de los carbonatos existentes en el agua subterránea y presentan multitud de formas como estalactitas, estalagmitas, columnas y coladas. No obstante, en comparación con otras cuevas de la Cordillera Cantábrica, las cuevas del Parque Nacional muestran una menor abundancia de espeleotemas.

¿Cómo se forma una dolina?

Los procesos de disolución en rocas carbonatadas y otras litologías como yesos, incrementan fuertemente la permeabilidad de estas rocas, al disolver y agrandar las fracturas preexistentes. La permeabilidad por disolución hace que aumente mucho la infiltración, es decir, la transferencia de aguas superficiales al medio subterráneo. Frecuentemente esta transferencia de agua da lugar a dolinas, con morfología similar a un embudo, en las que se concentra la disolución y la infiltración, son las denominadas **dolinas de disolución**. En su formación pueden intervenir otros procesos, como el colapso del techo de cavidades subterráneas (**dolinas de colapso**), o la subsidencia de materiales terrígenos sobre un karst cubierto (**dolinas de subsidencia**). Siempre que veamos una morfología kárstica en superficie tenemos que pensar que en profundidad existe una densa red de cavidades, del tipo de la mostrada en la figura, y una continua transferencia entre aguas superficiales y subterráneas.

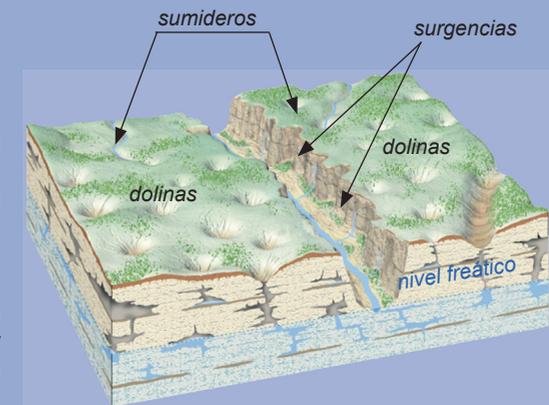
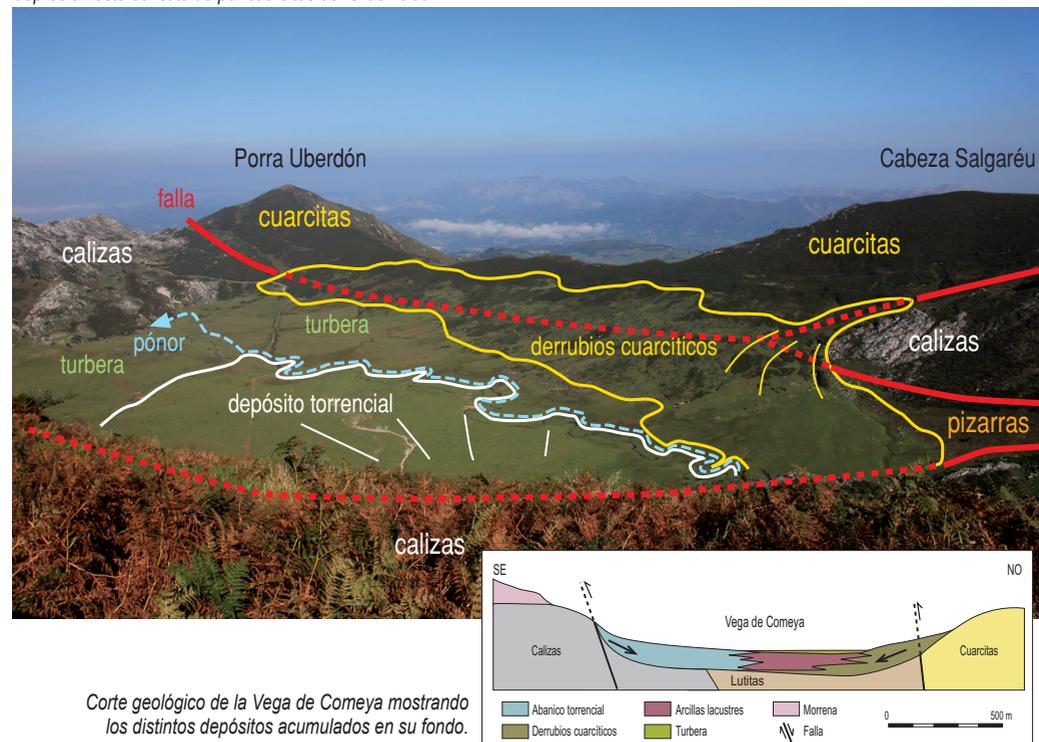


Fig. 10. Elementos del modelado kárstico.

Fig. 11. Panorámica de la Vega de Comeya desde el Mirador del Principe (Parada 1 de este itinerario). El cierre septentrional de esta depresión está constituido por cuarcitas del Ordovícico.



Corte geológico de la Vega de Comeya mostrando los distintos depósitos acumulados en su fondo.

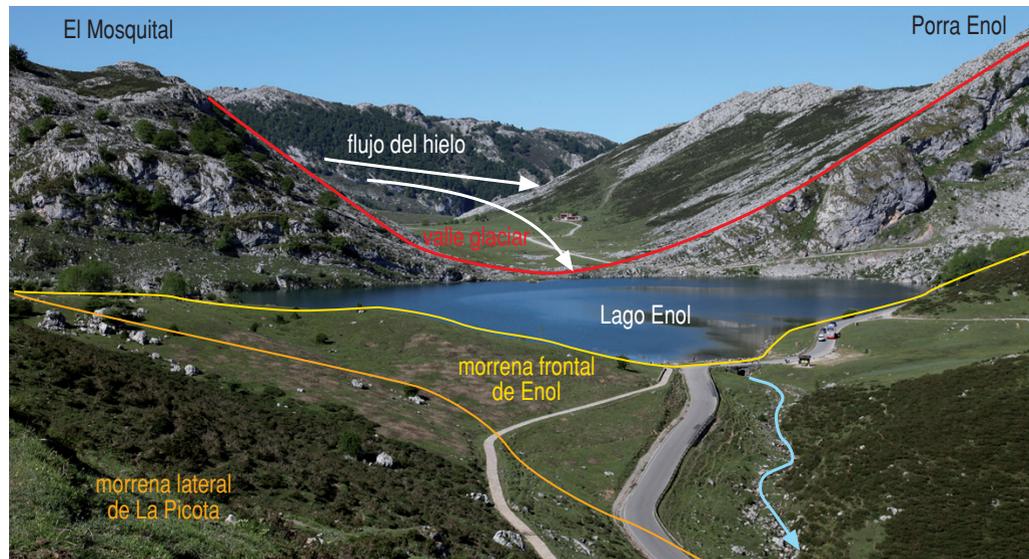
ITINERARIO GEOLÓGICO: LAGOS DE COVADONGA

PARADA 1. LA VEGA DE COMEYA

Desde el aparcamiento nos dirigimos hasta el Mirador del Príncipe, donde tendremos una buena panorámica de la zona por la que transcurre nuestro itinerario (Fig. 11). En esta zona, durante la última glaciación se estabilizaron las lenguas glaciares descolgadas del casquete de Enol. Aquí convergían las lenguas de La Ercina y Enol, que generaron la morrena central de La Picota (Parada 3) y la morrena lateral de La Llomba, sobre la cual nos encontramos. Esta morrena ha sido parcialmente dismantelada por las Minas de La Buferrera (Parada 2).

Aparte de la morfología glaciár, el rasgo del paisaje que más destaca es la Vega de Comeya, amplia depresión que se abre hacia el norte. Por su fondo, prácticamente plano, discurren unos pequeños arroyos que se alimentan de los manantiales situados en la base de los escarpes calcáreos y ocasionalmente del torrente por el que desagua el Lago Enol. El arroyo desaparece en un **sumidero o pónor** situado en el extremo noroccidental de la depresión.

Fig. 12. Valle glaciár de la Vega Enol. Por delante, ocupando una cubeta de sobreexcavación glaciár, se encuentra el lago del mismo nombre. En primer término el arroyo que desagua el lago directamente a la Vega de Comeya.



La Vega de Comeya constituye un **poljé**, un valle cerrado formado por la combinación de procesos tectónicos (hundimiento de una zona por la existencia de fallas en sus bordes) y kársticos. A lo largo de su historia, Comeya ha acumulado un espesor de sedimentos de casi 60 metros, un registro excelente de los sucesos geológicos acaecidos en el entorno de los Lagos de Covadonga en los últimos 40.000 años.

Según los sondeos realizados, el borde norte de la depresión está relleno por depósitos procedentes de la erosión de la ladera cuarcítica, el borde sur por sedimentos calcáreos arrastrados por el torrente que procede del Lago Enol (Fig. 12) y, en la zona central, bajo capas de turba, existe una gran acumulación de arcillas que debieron de depositarse en el fondo del lago que ocupó esta zona (Fig. 11). Este antiguo lago se situaba por delante de los frentes glaciares del gran casquete que ocupó las zonas altas del Macizo del Cornión y estaba alimentado por los cursos de agua que procedían de la fusión de este hielo, por eso puede considerarse como un **lago progliaciár** (Fig. 13).

El Lago de Comeya desapareció hace unos 15.000 años, coincidiendo con el final de la última glaciación en Europa. Así, la zona pasó a ser un área encharcada en la que hace 8.000 años comenzó a formarse **turba**, un proceso que aún continúa.

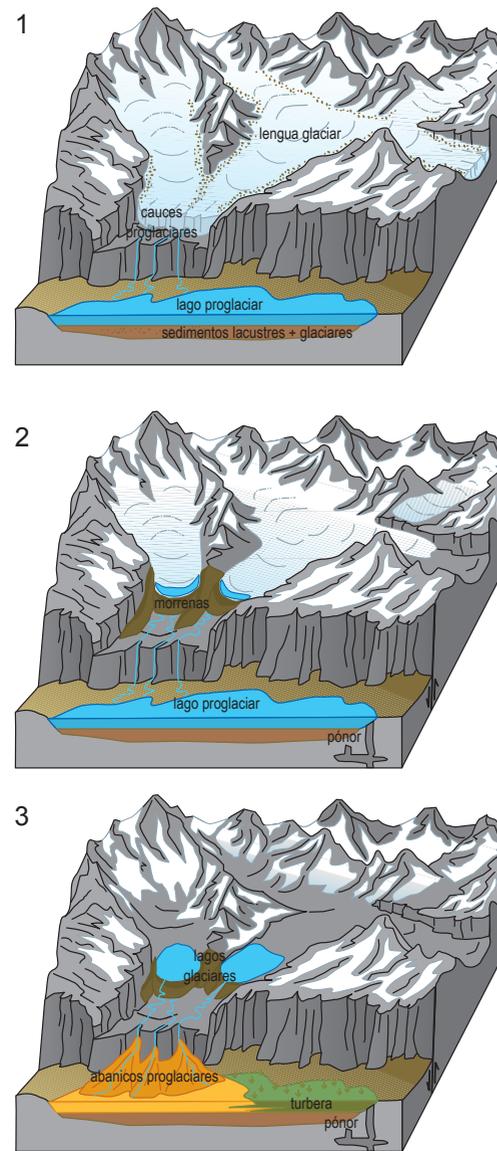


Fig. 13. Evolución del entorno de los Lagos de Covadonga desde la última glaciación hasta la actualidad:

Etapla 1. El gran casquete que ocupó todo el Macizo del Cornión comienza a retroceder y sus aguas de fusión alimentan al Lago de Comeya, en cuyo fondo se depositan arcillas y los sedimentos glaciares dismantelados por los cauces progliaciares.

Etapla 2. El retroceso de los frentes glaciares acumuló depósitos glaciares (morrenas y till basal) que impermeabilizarán la zona permitiendo la retención del agua que formará los lagos.

Etapla 3. La erosión termina dismantelando los depósitos arrastrados por los hielos. El lago de Comeya se colmata, convirtiéndose en una zona encharcada donde se está formando turba.

PARADA 2. MINAS DE BUFERRERA

En el entorno del Centro de Interpretación de Buferrera aparecen restos de la actividad minera dedicada a la extracción de hierro y manganeso. La mena original se encuentra relleno de pequeñas fracturas existentes calizas. A lo largo del tiempo, la disolución de las calizas fue liberando el mineral y, éste, al ser insoluble, se fue concentrando en oquedades kársticas. Durante el Cuaternario, aquel karst quedó recubierto por depósitos glaciares. El objetivo de los mineros fue recuperar el mineral acumulado en dichas oquedades pero, para llegar a él, necesitaron remover antes los sedimentos de la morrena glaciár. Al hacerlo dejaron al descubierto un vistoso karst en pináculos (Fig. 14).

Las Minas de Buferrera estuvieron activas desde 1870 hasta su cierre definitivo en 1979. A finales del siglo XIX, la plantilla estaba formada por 500 trabajadores. En 1970 ya sólo trabajaban en la mina 18 personas.



Fig. 14. Karst en pináculos en las Minas de Buferrera. Por encima aun se conservan los restos de los sedimentos glaciares de la morrena de La Llomba.

PARADA 3. LA PICOTA

Se abandonan las Minas de Buferrera para ascender hasta La Picota, la gran **morrena central** formada por la unión de las lenguas glaciares de Enol y Ercina. Desde su cresta se obtiene una espléndida vista de los dos lagos, los más importantes de todo el Parque Nacional. Parte de los materiales abandonados al retroceder los glaciares quedaron acumulados en el fondo y alrededores de estas depresiones, ayudando a impermeabilizarlas (Fig. 13).

PARADA 4. EL LAGO ERCINA

Actualmente el Lago Ercina se encuentra sometido a un proceso de **colmatación**. Este proceso implica que el lago se va rellenando de sedimentos. El lago pierde profundidad y las plantas ribereñas se extienden cada vez más. La materia orgánica que se va acumulando en el fondo aumenta, generando depósitos turbosos, similares a los que encontramos en el fondo de la Vega de Comeya.

El lago Ercina probablemente ya habría desaparecido si no se hubiera levantado, en su extremo sur, un muro de mampostería que impide que el agua se filtre por los sumideros que existen en esa orilla, tal y como veremos en la Parada 8 (Pozu del Palomberu).

En episodios de fuertes precipitaciones o en primavera, cuando se funde la nieve, el lago desborda el muro y ocupa toda la cubeta (Figuras 15 y 16) hasta que el sumidero es capaz de desaguar todo el agua extra.

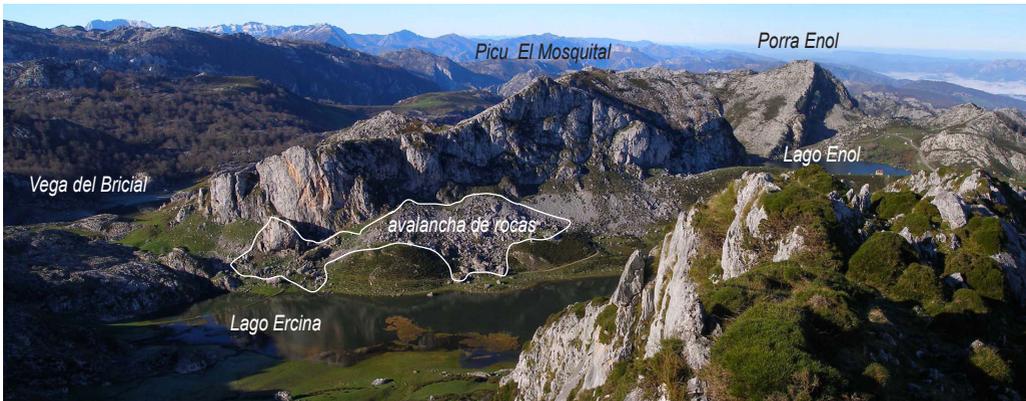
Bordeando el Lago Ercina en dirección a Las Reblagas, majada situada en el pequeño collado que da paso a la zona de El Bricial, se pueden ver grandes bloques de caliza desprendidos del escarpe oriental del Picu El Mosquital (Fig. 16).

La caída de estos bloques probablemente se desencadenó tras la retirada de la lengua de hielo que ocupaba la depresión de La Ercina, ya que las verticales laderas, que habían sido erosionadas por el glaciar, se volvieron inestables al desaparecer el sostenimiento que ejercía la masa de hielo.



Fig. 15. Lago Ercina visto desde su extremo sur, tras un episodio de fuertes lluvias donde se aprecia el muro de contención.

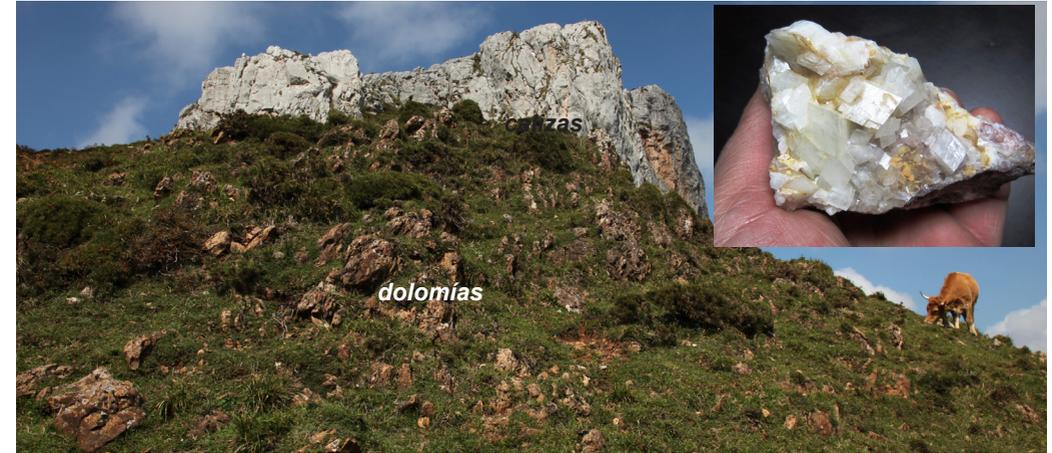
Fig. 16. Panorámica de los Lagos de Covadonga desde el Picu Llucia. Enfrente, el Picu El Mosquital está orlado por depósitos de ladera, probablemente provocados por la desaparición de la lengua de hielo en la zona del Ercina.



PARADA 5. LAS REBLAGAS

Superada la majada de Las Reblagas, aparece una zona en la que la roca presenta un color anaranjado. Se trata de un sector en el que la composición química de la roca ha sido modificada y la caliza se ha transformado en dolomía, al impregnarse la roca

por fluidos hidrotermales cargados de magnesio. El proceso, conocido como **dolomitización secundaria**, es una alteración química muy frecuente en las calizas de los Picos de Europa. El aspecto exterior se torna más granulado, así cuando se altera queda un residuo arenoso que hace que algunos lugares en Picos de Europa se denominen Arenizas, Arenero...



PARADA 6. EL BRICIAL

La Vega del Bricial se asienta sobre una depresión kárstica cuyo fondo, se encuentra tapizado por depósitos glaciares y por arcillas que resultan del proceso de disolución de las calizas llamadas *arcillas de decalcificación* (Fig. 18).

En épocas de intensa precipitación se forma un torrente que baja por el valle glaciar del Resecu y desemboca en la Vega del Bricial, formando la cascada conocida como La Meona. Este torrente también transporta algunos cantos de caliza que aparecen en el fondo de esta depresión. Las aguas torrenciales se infiltran en el fondo de la cubeta.

Si el caudal supera la capacidad del sumidero, la vega se inunda, formándose en ella una laguna de carácter efímero (Fig. 19).

por fluidos hidrotermales cargados de magnesio. El proceso, conocido como **dolomitización secundaria**, es una alteración química muy frecuente en las calizas de los Picos de Europa. El aspecto exterior se torna más granulado, así cuando se altera queda un residuo arenoso que hace que algunos lugares en Picos de Europa se denominen Arenizas, Arenero...



Fig. 18. Aspecto habitual de la Vega del Bricial. La flecha roja señala el valle del Resecu, cuyo perfil en U da pistas de su modelado por parte de los hielos glaciares.



Fig. 19. Laguna del Bricial tras un episodio de fuertes precipitaciones y fusión nival.

PARADA 7. EL KARST DE LA JELGUERA

En las partes altas de los Picos de Europa no se forman cursos fluviales importantes, ya que las aguas superficiales tienden a infiltrarse rápidamente en el terreno. Por tanto, dependiendo de la intensidad de las precipitaciones, los arroyos suelen ser de corto recorrido y de carácter intermitente. En el camino conocido como Cuenye La Jelguera, que une las majadas de El Brial y La Jelguera, se observan varios ejemplos de surgencias y sumideros. De este modo, a lo largo de este camino que nos conduce al Monte Palomberu, durante las épocas de fuertes precipitaciones se observan pequeños cursos de agua, de apenas unas decenas de metros, que brotan del suelo para volver a desaparecer súbitamente entre las rocas.



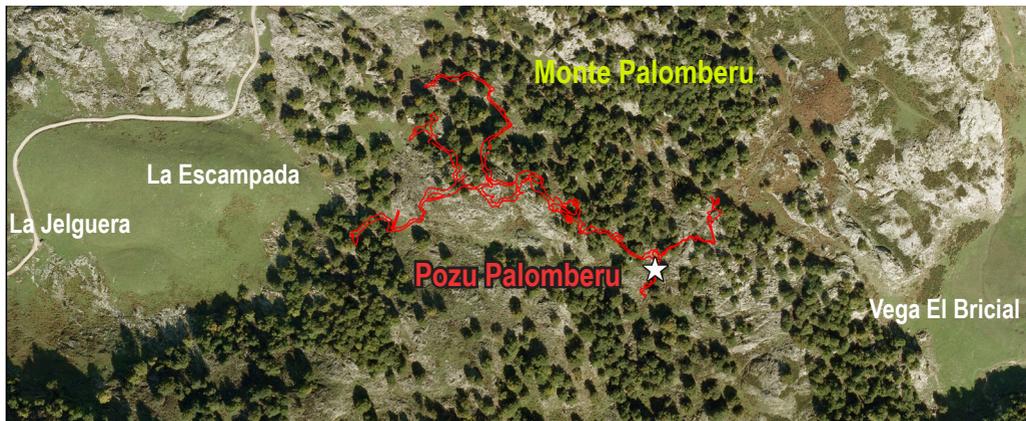
Fig. 20. En primer término y rodeado de vegetación de bajo porte, ejemplo de sumidero kárstico en la zona de La Jelguera.

PARADA 8. POZU DEL PALOMBERU

Entre la depresión de El Brial y la Vega Enol se encuentra la cueva Pozu del Palomberu, una de las primeras simas exploradas en los Picos de Europa, concretamente por el Oxford University Cave Club en 1961.

La cueva presenta un pozo vertical de 40 m de profundidad que enlaza con una red de galerías subhorizontales de un kilómetro y medio de longitud por las que circula un río subterráneo que fluye hacia el NO. A lo largo del curso fluvial existen arenas y gravas redondeadas formadas por calizas grises similares a las de las paredes de la cueva.

Fig. 21. Cartografía en planta del Pozu del Palomberu, entre la Vega Brial y la Vega Enol. La entrada está marcada con una estrella.



En el camino también se pueden observar otros rasgos relacionados con el karst, como son los distintos tipos de lapiaces y dolinas de pequeño tamaño, formas originadas por acción de la disolución kárstica en toda la zona.

No obstante, también se reconocen gravas formadas por calizas oscuras y laminadas iguales a las que aparecen en la cabecera del valle glaciar del Resecu, 2 km al sur del Pozu del Palomberu. Así se deduce que los glaciares han erosionado y transportado fragmentos de las calizas oscuras laminadas desde el valle de Resecu, donde se introducirían posteriormente arrastradas por el agua, a la vez que se redondearían por la erosión.

En 1965, el Oxford University Cave Club vertió un tinte (trazador) en el sumidero del Lago Ercina, ubicado en su extremo sur. Este trazador fue reco-

nocido en el interior del Pozu del Palomberu y en el manantial nacimiento del Río del Osu, al Oeste de la Vega Enol. Así se concluye que las aguas del Lago Ercina viajan a través del Pozu del Palomberu, para volver a salir a la superficie en el Río del Osu.

Este es un ejemplo del papel relevante que tienen las cuevas en la captación de aguas superficiales, su circulación subterránea y la formación de fuentes, manantiales y ríos.

Fig. 22. Interior del Pozu del Palomberu mostrando depósitos con cantos rodados transportados por el río.



PARADA 9. LA VEGA ENOL

Tras atravesar el bosque de Palomberu llegamos a la Vega Enol, ubicada en un amplio valle cuya forma en U delata la presencia, en tiempos pasados, de una lengua de hielo (Fig. 23). El fondo de este valle glaciar presenta una cubierta vegetal continua que contrasta con la desnudez de sus laderas. Esta fertilidad, que hace a esta vega apta para el pasto, es debida al material triturado arrastrado por el hielo hasta aquí (till basal).

Las depresiones subcirculares que abundan en la Vega Enol son pequeñas dolinas que en los Picos de Europa se conocen como boches, formas ligadas a la disolución del sustrato calcáreo que se encuentra por debajo (Fig. 24). Las cavidades de ese sustrato se reflejan en el sedimento que las cubre (n este caso *till*) generando en él unos hoyos en forma de embudo por los que se infiltra el agua y los materiales finos (arcillas y arenas).

Fig. 24. Vega Enol con el Lago Enol al fondo. La forma en U de este valle es debida a la abrasión ejercida por una lengua de hielo que descendió desde las cumbres del Macizo del Cornión.

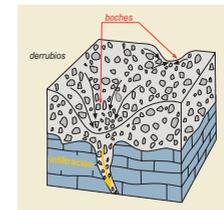


Fig. 23. Detalle de los depósitos glaciares del fondo de la Vega Enol mostrando dolinas formadas por disolución sobre el sustrato calizo. Los sumideros "absorben" los materiales glaciares dejando estas formas deprimidas.



PARADA 10. LAGO ENOL

El Lago Enol, al igual que el Ercina, se formó durante el retroceso de las lenguas glaciares que se individualizaron dentro del casquete glaciar de Enol. Los depósitos dejados por esta lengua y su confluencia con la lengua del Ercina formaron una barrera efectiva que retiene sus aguas dando lugar a un lago de montaña de más de 20 m de profundidad.

¿Cómo funciona el lago Enol?

El lago se alimenta de aguas de precipitación, de escorrentía y agua subterránea. Parte del agua se evapora y parte se drena a través de un arroyo que fluye hacia la Vega de Comeya, al NE (Fig. 12). También llegan al lago sedimentos y materia orgánica, procedentes de su entorno, y polvo atmosférico. Es un lago con pocos nutrientes (oligo-mesotróficos) por lo que la producción de materia orgánica por parte del fitoplancton (autóctona) es limitada.

Según su temperatura y composición química, las aguas de lagos y océanos tienden a disponerse en capas según su densidad. En función de cómo se estratifican sus aguas o de su mezcla estacional, se han diferenciado diferentes tipos de lagos. Por su altitud y régimen de temperatura, el Lago Enol es un lago monomítico de clima templado. En este tipo de lagos, las aguas se estratifican una vez al año, en verano, al calentarse las superficies y permanecer frías y densas las del fondo. La termoclina es la zona en que produce el cambio brusco de temperatura, que en el Lago Enol se sitúa entre los 6 y los 14 m de profundidad. Durante el verano, la diferencia de temperatura y densidad entre ambas capas impide que las aguas se mezclen y que el fondo del lago se oxigene. A partir de septiembre, el agua superficial se va enfriando, hasta alcanzar una temperatura próxima a la del fondo en el mes de noviembre. En ese momento, la termoclina desaparece y las aguas se mezclan, oxigenándose el fondo. Esta situación de mezcla de las aguas dura todo el invierno hasta que, al calentarse de nuevo las aguas superficiales, el lago se estratifica de nuevo en dos capas.

MONITORIZACIÓN Y SEGUIMIENTO DEL LAGO ENOL

En el año 2013, se inició el proyecto de investigación CLAM, con el objetivo de controlar parámetros físico-químicos en lagos de alta montaña de varios parques nacionales españoles, entre ellos el Lago Enol. Se observó que la actividad humana desarrollada desde finales del siglo XIX en el entorno del lago (minería, turismo, ganadería, etc.) ha afectado alguno de estos parámetros. El indicador más preocupante es la falta de oxígeno disuelto en las aguas profundas del lago (anoxia), entre los meses de julio a noviembre, lo que dificulta la degradación aeróbica de la materia orgánica que se acumula en su fondo, procedente principalmente de la erosión del suelo circundante y de la actividad ganadera, más que del fitoplancton del lago.

Durante el periodo de observación (2013–2016), la duración y extensión de la anoxia ha aumentado cada año. Si esta tendencia continúa o se agrava, como resultado del calentamiento global, las consecuencias pueden dañar grave e irreversiblemente al ecosistema. En el caso extremo de que la anoxia en el fondo del lago fuera permanente, la materia orgánica se descompondría por procesos biogeoquímicos anaeróbicos que generarían gases (ácido sulfhídrico y metano), provocando una pérdida de biodiversidad (muerte de peces y plantas), crecimiento de cianobacterias en la superficie, y finalmente las aguas azul oscuro del lago se volverían verdosas y de olor pútrido. No podemos evitar el calentamiento global, pero si se identifican las causas, se pueden combatir los problemas ambientales con medidas correctoras.

Con el proyecto SCCALE (Fundación Biodiversidad) se quiere asegurar el seguimiento de los cambios ambientales en el lago y en su cuenca de drenaje a largo plazo. Se seguirán midiendo la composición química, el oxígeno y la temperatura de sus aguas a distintas profundidades, para controlar la evolución de la anoxia, y evaluando la erosión de suelos en su cuenca de drenaje. También se realizarán campañas para sensibilizar e implicar a todos los agentes interesados (Parque Nacional, autoridades locales, ganaderos, turistas, asociaciones culturales, comunidad educativa, etc.) en la conservación del lago.

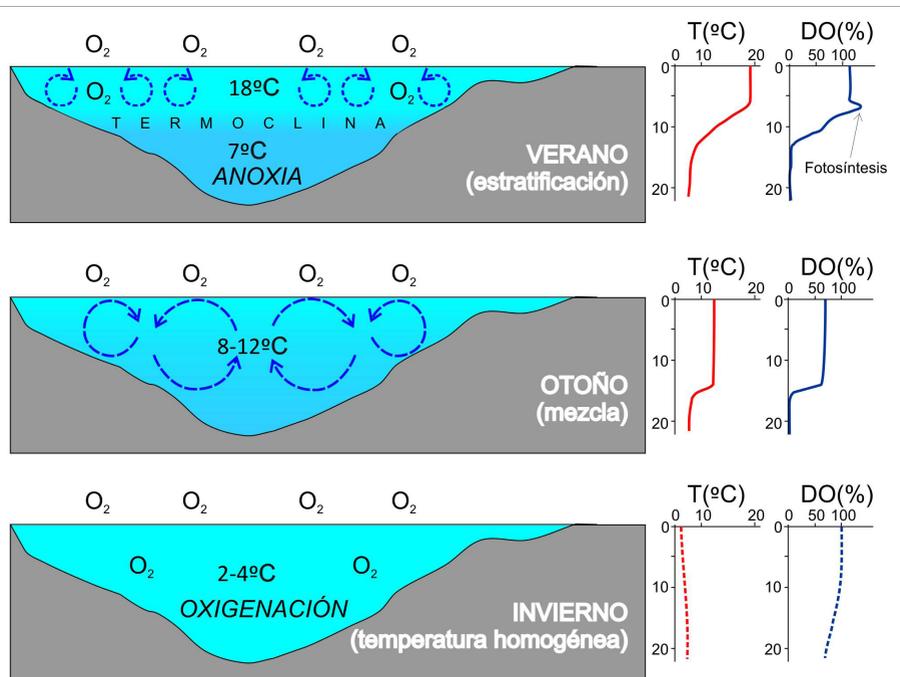


Fig. 25. Esquema del funcionamiento del lago Enol y perfiles de la temperatura del agua (T) y oxígeno disuelto (DO). Perfiles de invierno (punteado) interpretados a partir de datos de sensores colocados a diferentes profundidades.

BIBLIOGRAFÍA

Adrados, L. Alonso, V. Bahamonde, J. Farias, P., Fernández, L.P., Gutiérrez Claverol, M., Heredia, N., Jiménez, M., Meléndez, M., Merino, O. Villa E. (2012). *Guía Geológica del Parque Nacional de los Picos de Europa*. Ediciones Adrados.

Farias, P. y Valderrábano, J. (2007). *El Parque Nacional de Picos de Europa: Naturaleza en el entorno de los Lagos de Covadonga*. Materiales didácticos de Aula. Serie Secundaria. Editado por la Consejería de Educación y Ciencia. Dirección General de Ordenación Académica e Innovación. Servicio de Innovación y Apoyo a la Acción Educativa.

Jiménez-Sánchez, M. y Ballesteros, D. (2017). *Las cuevas del Parque Nacional de los Picos de Europa: una historia por descubrir*. Video divulgativo sobre la formación de las cuevas de los Picos de Europa. <https://goo.gl/rMe8J8>.

Contenidos: Luna Adrados, Daniel Ballesteros, Pedro Farias, Montse Jiménez, Angel Sálazar, Juan Antonio Rodríguez, Juana Vegas, Rosana Menéndez-Duarte, Oscar Merino, Elisa Villa

Maquetación y diseño: Luna Adrados González (GEOLAG)

Organización (orden alfabético): Luna Adrados, Juan Pablo Alonso, Juan Bahamonde, Lucía Barbero, Alberto Coyanza, Alberto Expósito, Pedro Farias, Ángeles Fernández, Francisco José Fernández, Joaquín García-Sansegundo, Olga García Moreno, Vicente Gómez Ruiz de Argandoña, Sara Huerta, Sergio Llana, Andrea López, Rosana Menéndez-Duarte, Manuel de Paz, David Pedreira, Alberto Pérez, Juan Antonio Rodríguez, Angel Sálazar, Pelayo Tomillo, Juana Vegas

Geología es una actividad gratuita y abierta a todo tipo de público que se realiza al aire libre. Los asistentes asumen voluntariamente los posibles riesgos de la actividad y, en consecuencia, eximen a la organización de cualquier daño o perjuicio que pueda sufrir en el desarrollo de la misma.



Esta geología se puede descargar en formato digital en:
www.geologia.uniovi.es y www.sociedadgeologica.es

Ese fin de semana el acceso a lagos será únicamente mediante transporte público. Se habilitarán autobuses gratuitos desde la estación de autobuses de Cangas de Onís de 9:30 a 10:30. Plazas limitadas

Coordinan:



Sociedad
Geológica
España

Organizan:



Universidad de Oviedo
Universidá d'Uviéu
University of Oviedo

GEOLAG
turismo geológico
www.geolag.com

Con la colaboración de:



ALSA

ISSN: 2603-8889 (versión digital)

Colección Geología

Editada en Salamanca por Sociedad Geológica de España. Año 2018

Prohibida la reproducción total o parcial de cualquier contenido de este folleto. Depósito legal: AS 01158-2018